

Kapitel 8 | Mineralogie und Petrologie des austroalpinen Kristallins in der südlichen Umgebung von Obergurgl –

Der Übergang vom Ötztal Komplex in den Schneeberg Komplex (Ötztal, Österreich, Passeiertal, Südtirol)

Peter Tropper, Kurt Krenn, Georg Hoinkes

Zusammenfassung

In den südlichen Ötztaler Alpen treten drei unterschiedliche tektonische Einheiten auf, nämlich der Ötztal Komplex (ÖC), der Schneeberg Komplex (SC) und der Texel Komplex (TC). Beide Einheiten, ÖC und SC, sind Teil des Oberostalpinen Deckensystems, wobei der ÖC das polymetamorphe Basement und der SC monometamorphe Reste einer paläozoischen, stark karbonatbetonten Sedimentbedeckung darstellen. In der Nähe der Grenze Österreich/Italien lässt sich die lithologische und tektonische Grenze zwischen diesen beiden Einheiten beobachten. Aufgrund des stark unterschiedlichen Gesteinsbestandes lassen sich die beiden Einheiten im Gaisbergtal relativ leicht voneinander unterscheiden. Der ÖC besteht hier im Wesentlichen aus feinkörnigen monotonen Paragneisen und Glimmerschiefern mit kleinen (≤ 1 mm) Granat- und Biotitkristallen, während der SC hauptsächlich aus grobkörnigen

(0.5 to >1 cm) Granatglimmerschiefern, Hornblendeschiefern und Marmoren besteht. Die Gesteine des SC sind Teil der sog. „Bunten Randserie“. Entlang der Timmelsjoch Passstraße ist die Unterscheidung nicht so einfach, da der äusserste Rand des SC und der des ÖC als monotone Paragneise vorliegen. Die Unterscheidung war daher nur mittels petrographischer und mineralchemischer Daten möglich. Im Gegensatz zum SC wurden die Gesteine des ÖC von der variszischen und eo-Alpinen Metamorphose erfasst. Daher sind die Granate im ÖC chemisch diskontinuierlich zониert. Im Zuge der eo-Alpinen Metamorphose kam es in den Gesteinen des ÖC zur Umwandlung der variszischen Staurolithe nach der Reaktion $\text{Staurolith} + \text{Albit} + \text{H}_2\text{O} = \text{Paragonit} + \text{Chlorit} + \text{Quarz}$. Dies führte zur Bildung von charakteristischen Glimmer + Chlorit + Quarz Pseudomorphosen nach Staurolith, die mehrere cm Länge erreichen und auf den Schieferungsflächen auftreten.

Im Übergangsbereich ÖC/SC treten eo-Alpine Staurolithe auf, die durch den Einbau von Zn ($\leq 5,6$ Gew% ZnO) stabilisiert wurden. Die P - T Bedingungen für die eo-Alpine Metamorphose waren 550-600°C und 8-10 kbar. Geodynamisch lässt sich die tektonisch hangende Position von ÖC auf SC und dem TC mit der Subduktion und Schließung des Meliata Ozeans während der eo-Alpinen Orogenese erklären.

Abstract

In the southern Ötztal Alps, three Austroalpine tectonic units occur from N to S: the Ötztal Complex (ÖC), the Schneeberg Complex (SC) and the Texel Complex (TC). These units are part of the Upper Austroalpine basement nappes. The ÖC and the TC represent a polymetamorphic basement while the SC represents the remnant of a Paleozoic meta-sedimentary cover with normal stratigraphic relations and consists of several E-W trending synforms overturned to the S with a strikingly different lithology compared to the adjacent ÖC. The rocks of the SC are eo-Alpine monometamorphic and sandwiched between the overlying ÖC and the underlying TC. Close to the Austrian/Italian border it is possible to trace the lithological and tectonic contact between the ÖC and SC with respect to their mineral assemblages and metamorphic overprint. The distinction between both units is unambiguous in the Gaisbergtal due to the difference in lithologies since the rocks of the ÖC are monotonous paragneisses and micaschists

with abundant small (≤ 1 mm) garnet crystals and the rocks of the SC are mostly garnet-micaschists with large (0.5 to >1 cm) garnets, amphibole-bearing rocks with large (≥ 1 cm) amphiboles and marbles. Latter belong to the heterogeneous marginal series („Bunte Randserie“) of the SC. Along the Timmelsjoch street the distinction is not so straight forward due to the occurrence of monotonous paragneisses in the outermost part of the SC as well as in the ÖC. The distinction was only possible using petrographic and mineral chemical characteristics. In contrast to the SC the ÖC gneisses were affected by both Variscan and eo-Alpine metamorphism, which led to discontinuous chemical garnet zoning. The subsequent eo-Alpine event in this area caused the breakdown of Variscan staurolite according to a reaction: staurolite + albite + H_2O = paragonite + chlorite + quartz. This reaction caused the formation of characteristic mica + chlorite + quartz-pseudomorphs after staurolite that may reach several cm in length and can be found on cleavage planes. P - T conditions sufficient for eo-Alpine staurolite formation, however, were reached at the transition from the ÖC to the SC and eo-Alpine staurolites that appear in micaschists of the ÖC and SC are rich in Zn with up to 5.6 wt% ZnO. Equilibrium P - T conditions for the eo-Alpine event in the southern Ötztal Alps were 550-600°C and 8-10 kbar. Further to the S the rocks of the central SC main synform are encountered. That is characterized by rather monotonous garnet-micaschists („Monotone Serie“). Geodynamically the position of the ÖC on top of SC and TC results from the

subduction and closure of the Meliata Ocean during the eo-Alpine orogeny.

1. Einleitung

Die Alpen entstanden als bivergentes Faltengebirge infolge der Konvergenz der Europäischen und Afrikanischen (Apulische) Platten durch Überschiebungen einzelner Decken bzw. Deckensysteme im Zuge zweier Orogenesen (Gebirgsbildungen), beginnend im Jura vor ca. 180 Millionen (Ma) Jahren (Schmid et al. 2004). Diese Orogenesen sind das Resultat von großräumigen Plattenbewegungen an der Erdoberfläche und dokumentieren die Schließung mehrerer Ozeanbecken (Stampfli et al. 2001), wobei der Meliata Ozean in der Oberkreide (ca. 100 Ma) und die Penninischen Ozeanbecken im Tertiär (Eozän ca. 50 Ma) geschlossen wurden. Aufgrund der Schließung und Subduktion (= Abtauchen der ozeanischen Platte unter eine kontinentale Platte) von Ozeanbecken treten in den Alpen kontinentale und ozeanische Bereiche als Decken auf. Im Zuge der Orogenese werden die Gesteine von einer Metamorphose d.h. einer Umkristallisation unter hohen Drucken (P) und Temperaturen (T) erfasst. Die Quantifizierung dieser Metamorphosebedingungen (P , T) bzw. der Anzahl dieser Wachstumsphasen, die in manchen Mineralen im chemischen

Zonarbau gespeichert ist, ist essentiell für die Rekonstruktion dieser geodynamischen Prozesse.

Seit den Arbeiten von Ampferer (1906) und Wegener (1912) war die Deckenlehre das wegweisende Konzept zur tektonischen Gliederung der Alpen. Mit der Einführung der Plattentektonik wurde die Deckenlehre als Bestandteil der Plattentektonik in einen umfassenderen Kontext gestellt. Den mächtigsten Anteil in den Ostalpen bilden die sog. Austroalpinen Decken. Dieses Austroalpin wird auch Ostalpin genannt und entspricht in etwa dem Ablagerungsraum des (heute nicht mehr vorhandenen) Meliata Ozeans respektive der Apulischen Platte nördlich des Periadriatischen Lineaments. Es handelt sich dabei um Basement („Grundgebirgseinheiten“) – bzw. Sedimentdecken, die jetzt tektonisch in Form eines Deckenstapels vorliegen. Dieses Austroalpin wird heute von den meisten Autoren in ein Oberostalpin und ein Unterostalpin unterteilt (Schmid et al. 2004). Das Oberostalpin wurde von der eo-Alpinen Metamorphose mit sehr unterschiedlichen Metamorphosegraden erfasst. Die Unterostalpinen Decken repräsentieren den Teil Apuliens, der am nächsten am Penninischen Ozean positioniert war und daher einen passiven Kontinentalrand Apuliens darstellte.

Im Austroalpinen Basement westlich des penninischen Tauernfensters gibt es vier verschiedene Kristallinkomplexe, die dem Oberostalpin (Oberostalpinen Basement)

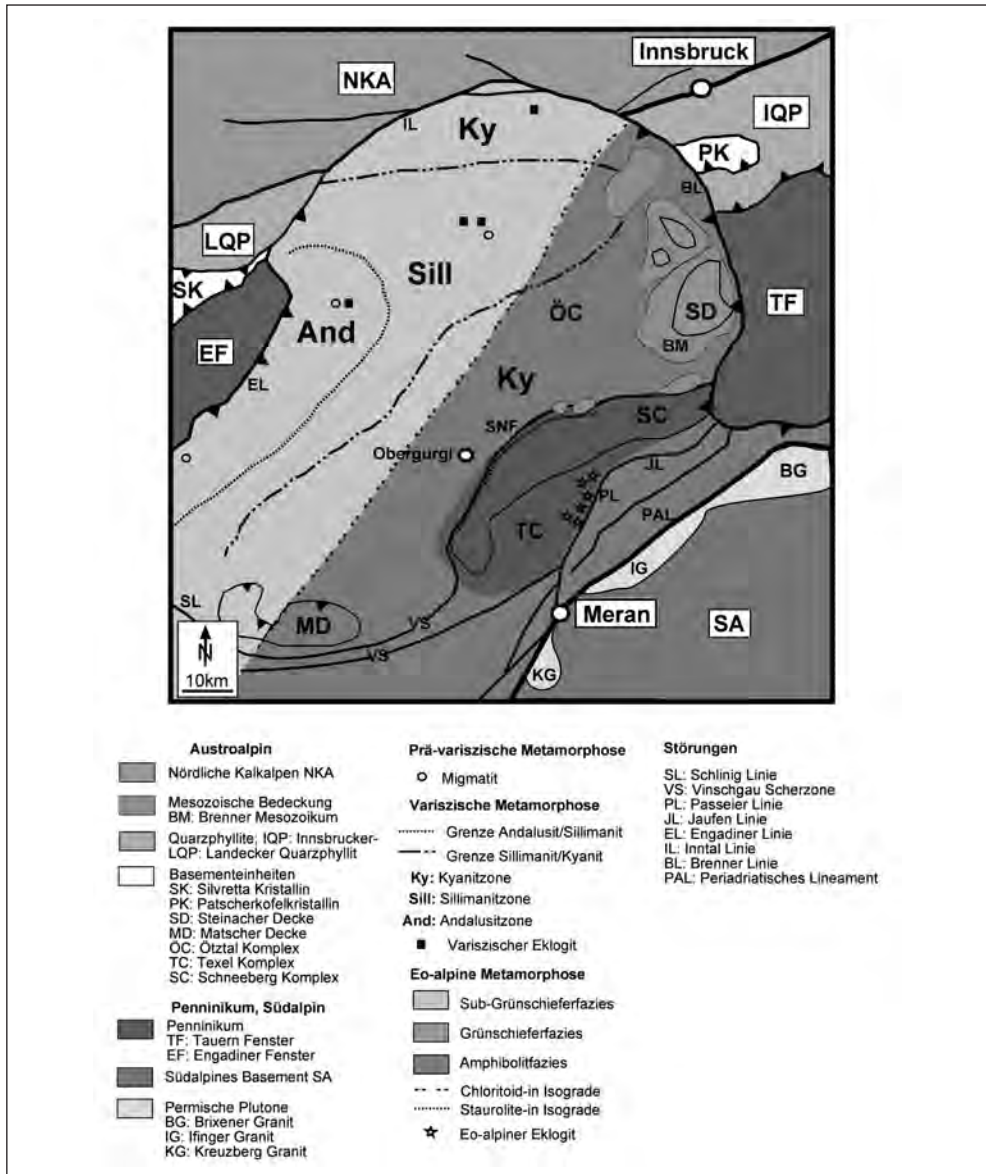


Abb. 1

Vereinfachter geologischer und petrologischer Überblick über die Kristallinkomplexe westlich des Tauern Fensters (modifiziert nach Tropper und Recheis, 2003). Die räumliche Verteilung der dominierenden Aluminiumsilikatphasen und die kretazische Chloritoid-In-Isograde (= räumlicher Bereich, ab dem das Indexmineral das erste Mal auftritt) wurden nach Purtscheller (1969) und die kretazische Staurolith-In-Isograde nach Hoinkes (1981) eingetragen.

zugerechnet, aber aufgrund der unterschiedlichen Lithologien und Metamorphosegeschichten unterschieden werden können (Abb. 1). Es handelt sich nach Schmid et al. (2004) um 1) das Ötztal-Bundschuh Deckensystem, zu dem der Ötztal Komplex (ÖC) gehört, 2) das Koralpe-Wölz Hochdruck Deckensystem, welches den Schneeberg (SC)- und den Texel (TC) Komplex beinhaltet, 3) das Silvretta-Seckau Deckensystem mit dem Campo-, Sesvenna- und Silvretta Kristallin und 4) das Drauzug-Gurktal Deckensystem, zu dem der Meran-Mauls Komplex gehört.

Lithologisch bestehen diese Kristallinkomplexe zum größten Teil aus klastischen Metasedimenten, wobei untergeordnet auch Orthogneise (ehemalige Granite), Amphibolite (ehemalige Basalte) und Metakarbonatgesteine auftreten können. Man kann außerdem vier verschiedene Typen von Gesteinen in diesen Kristallinaren unterscheiden: 1) im Liegenden (= tiefsten Anteile) das sogenannte „Altkristallin“ (Grundgebirge, Basement), 2) in den hangenden (= höchsten) Anteilen bzw. innerhalb des Grundgebirges treten in manchen Bereichen retrograde Anteile dieses Basements, die durch Phyllonite (bei niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen stark umgewandelte und deformierte Gesteine) repräsentiert werden, auf. Weiters liegen auf dem Grundgebirge 3) permo-mesozoische Metasedimente.

Untergeordnet treten 4) häufig magmatische Gänge auf, welche die Gesteine des Grundgebirges diskordant durchschlagen. Die prägende Orogenese und damit einhergehende Metamorphose in den südlichen Ötztaler Alpen ist die sog. eo-Alpidische Orogenese, bei der es zur Subduktion des Meliata Ozeans zwischen der Nordapulischen und der Südapulischen Platte vor ca. 100 Ma kam (Schmid et al. 2004). Der ÖC war Teil der Nordapulischen Oberplatte, während das Campo Kristallin Teil der Unterplatte war. Im Zuge dieser Subduktion kam es zur Bildung von Eklogiten, die heute im Texel Komplex, tektonisch zwischen dem ÖC und dem Campo Kristallin, zu finden sind (Sölva et al. 2005). Die anschließende Kollision führte zur WNW-gerichteten Deckenstapelung der Austroalpinen Decken. Die mit dieser Kollision assoziierte eo-Alpine Metamorphose erfasste alle Austroalpinen Decken mit unterschiedlicher Intensität. Im Tertiär kam es dann zur Subduktion der Alpinen Tethys, wobei die Austroalpinen Decken im Zuge dieser Alpidischen Orogenese auf die Penninischen Einheiten aufgeschoben wurden.

Kristallinkomplexe wie z.B. der ÖC spielen eine wichtige Rolle in der Untersuchung der prä-Alpinen Metamorphosegeschichte in den Ostalpen, da große Anteile fast keine oder nur eine schwache eo-Alpidische Metamorphose erlebt haben.

2. Geologischer Überblick

Im Bereich des hinteren Ötztals bei Obergurgl nahe des Grenzüberganges zwischen Österreich und Italien am Timmelsjoch und im nördlichsten Passeier Tal sind nach Sölva et al. (2005) folgende Kristallinkomplexe aufgeschlossen; der Ötztal Komplex (ÖC), der Schneeberg Komplex (SC) und der Texel Komplex (TC) (Abb. 1).

2.1. Der Ötztal Komplex

Lithologisch besteht der ÖC hauptsächlich aus polymetamorphen Basementgesteinen mit amphibolitfaziell (ca. 500-600°C und 4-8 kbar) metamorph geprägten mittel- bis feinklastischen Metasedimenten, Orthogneisen und Amphiboliten. Im ÖC kann man drei weitere auflagernde Einheiten unterscheiden (Abb. 1):

1. Die Relikte einer Permo-Mesozoischen Sedimentbedeckung (Brenner Mesozoikum) findet man westlich der Brenner Störung und nördlich des Schneeberger Komplexes. Diese Bedeckung ist autochthon (= in situ).
2. Die Steinacher Decke und die Blaser Decke bestehen aus einem strukturell tieferen kristallinen Anteil von Gneisen und Amphiboliten an der Basis und einer metasedimentären,

paläozoischen Bedeckung. Die beiden Decken wurden auf den ÖC mit seiner sedimentären Bedeckung aufgeschoben (= allochthon) und weisen daher eine kataklastische (= spröde) Störung an der Basis auf.

3. Die Matscher Decke im Süden bildet eine allochthone (überschobene) Decke aus Metasedimenten, die permische, magmatische Gänge aufweisen. Im Gegensatz zum ÖC wurde hier eine permische Metamorphose nachgewiesen (Habler et al. 2005). Diese Einheit wurde prä-co-Alpin auf den ÖC geschoben.

Die Grenzen des ÖC sind rein tektonischer Natur (Abb. 1, Sölva et al. 2005). Der ÖC grenzt im Osten direkt an das Tauernfenster entlang der Brennerstörung (Brenner Linie). Bei der Brennerstörung handelt es sich um eine nach Westen einfallende Abschiebung mit einem Lateralversatz von 15 bis 26 km und ein Vertikalversatz von ca. 20 km. Die tektonische Grenze im Norden zu den nördlichen Kalkalpen hin bildet die Inntalstörung (Inntal Linie). Es handelt sich um eine sinistrale (linksgerichtete) Seitenverschiebung mit einer südvergenten Überschiebungskomponente östlich des Kontakts mit der Brennerstörung. Im Süden ist die Brennerstörung eine fast vertikale dextrale Seitenverschiebung, die am Westrand des Tauernfensters entlangläuft und in das Periadriatische Lineament mündet.

Im Südwesten bilden die Schlingig Linie und die Vinschgau Scherzone die Grenze. Entlang dieser tektonischen Grenze konnte ein Versatz nach Westen von ca. 45 km festgestellt werden. Die tektonische Abgrenzung im Südosten verläuft anschließend entlang des Schneeberger Komplexes (Sölva et al. 2005). Die tektonische Grenze im Westen bildet die Engadiner Störung (Engadiner Linie). Es handelt sich um eine NO-SW verlaufende Seitenverschiebung. Im Südosten des Engadiner Fensters handelt es sich um eine Abschiebung mit einem Vertikalversatz von ca. 3 km.

2.2. Der Schneeberg Komplex (SC)

Der Schneeberg Komplex (SC) ist eine eigenständige tektonische Einheit und liegt im Südosten des ÖC (Abb. 2). Es handelt sich um mehrere enge, O-W streichende Synformen (= Muldenstrukturen bestehend aus der Schneeberger Hauptmulde und den Seeberspitzen-, Schrottner Synformen, Mauracher 1980). Der SC wird als paläozoische Bedeckung auf dem TC interpretiert (Hoinkes et al. 1987). Die Lithologien (= Gesteinsinhalte) des Schneeberger Komplexes sind im Gegensatz zum ÖC stark karbonatisch. Nach Mauracher (1980) wird die Schneeberger Hauptmulde lithologisch in die „Bunte Randse-

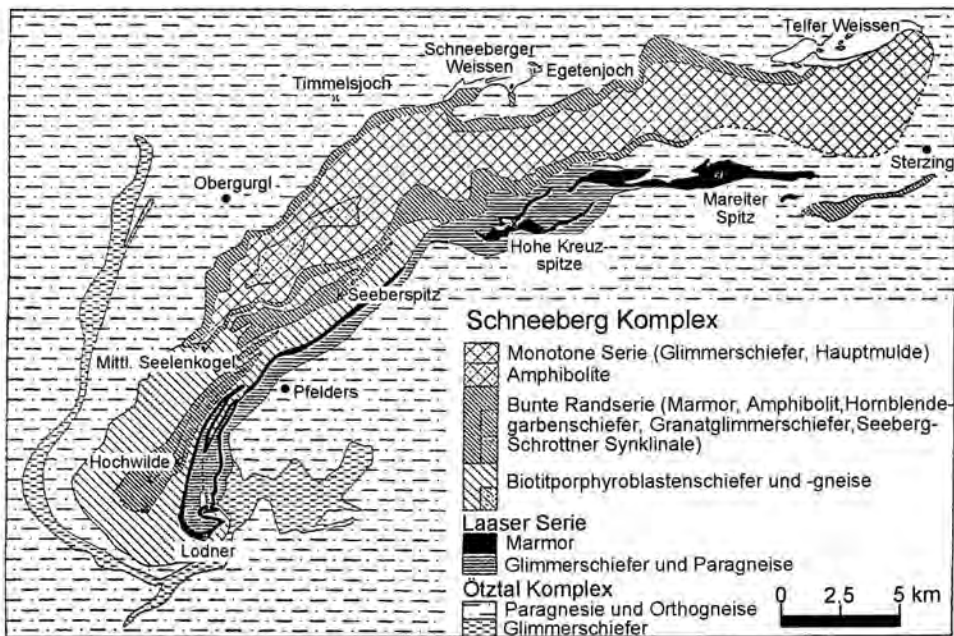


Abb. 2
Lithologische Gliederung des Schneeberg Komplexes (modifiziert nach Mauracher 1980)

rie“ und die „Monotone Serie“ unterteilt. Die „Bunte Randserie“ tritt am Rand auf und besteht aus Wechsellagerungen von Granatglimmerschiefern, Amphiboliten, Karbonatschiefern, Quarziten und Marmoren. Die zentrale „Monotone Serie“ besteht aus einer Wechsellagerung von Granatglimmerschiefern und Quarziten.

2.3. Der Texel Komplex (TC)

Der Texel Komplex (TC) befindet sich südlich des SC (Abb. 1) und zeigt lithologisch starke Ähnlichkeiten zum ÖC. Im Gegensatz zum ÖC zeigt er aber eine eklogitfazielle eo-Alpine Überprägung (Habler et al. 2006). Eklogite treten im Bereich zwischen dem SC und der Passeier Störung auf (Hoinkes et al. 1991). Die Eklogite des TC stellen somit die westlichsten Vorkommen im Koralpe-Wölz Hochdruck Deckensystem dar (Sölva et al. 2005, Habler et al. 2006, Thöni 2006).

3. Die tektonometamorphe Entwicklung von ÖC und SC

3.1. Die Metamorphoseentwicklung

Mindestens drei Metamorphoseereignisse lassen sich im ÖC unterscheiden, die jedoch regional unterschiedlich ausgeprägt sind (Abb. 1), nämlich die Kaledonische

Metamorphose (Ordovizium), die Variszische Metamorphose (Karbon) und die eo-Alpine Metamorphose (Oberkreide). Die Unterscheidung dieser Metamorphoseereignisse basiert hauptsächlich auf der Anzahl der im Gestein nachweisbaren Stadien des Mineralwachstums.

Die Kaledonische Metamorphose ist durch die lokale Bildung von Migmatiten (= Gestein, das eine partielle Aufschmelzung erlebt hat) charakterisiert. Diese treten z.B. am Reschenpass (Schweigl 1995), im Winnebachsee-Gebiet (Hoinkes et al. 1972, Hoinkes 1973, Klötzli-Chowanetz 2001, Thöny et al. 2008) und im Verpeiltal (Bernhard 1994) auf. Es gibt von diesen Migmatiten nur wenige *P-T* Daten, die auf eine *T*-betonte Metamorphose von 670-750°C und Drucken von <2.8 kbar (Thöny et al. 2008) oder >4 kbar (Hoinkes 1973) hinweisen.

Während die Kaledonische Metamorphose nur sehr lokal begrenzt auftritt, ist die Variszische Metamorphose die dominante prä-Alpidische Metamorphose (Purtscheller et al. 1987, Hoinkes & Thöni 1993). Die Metamorphosebedingungen werden mit 500-650°C und 4-8 kbar angegeben (Hoinkes & Thöni 1993, Tropper & Hoinkes 1996, Tropper & Recheis 2003). Die regionale Verbreitung der Indexminerale (= für bestimmte *P*- und *T*-Bedingungen charakteristische Minerale) Kyanit, Sillimanit und Andalusit in Abb. 1 nach Purtscheller (1969) ist nach heutigem Wissenstand nicht das Resultat eines einzigen Metamorphoseereignisses. Von

besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Eklogiten (= Hochdruckgestein mit basaltischem Ausgangschemismus) im zentralen ÖC, welche eine frühvariszische Hochdruckmetamorphose anzeigen. Die eklogitfaziellen Bedingungen werden mit $<730^{\circ}\text{C}$ und <27 kbar angegeben (Miller & Thöni 1995).

Die eo-Alpine Metamorphose weist im ÖC eine Metamorphosezonierung mit ansteigendem Metamorphosegrad von NW nach SO auf wie in Abb. 1 dargestellt (Thöni 1981, Hoinkes et al. 1982, Purtscheller et al. 1987, Thöni & Hoinkes 1987, Hoinkes et al. 1999). Im NW wurde maximal die untere Grünschieferfazies, im SO wurden amphibolitfazielle Bedingungen erreicht (Hoinkes et al. 1991). Die T -Zunahme von $<300^{\circ}\text{C}$ auf $550\text{-}600^{\circ}\text{C}$ äußert sich durch das Auftreten der Indexminerale Stilpnomelan, Chloritoid, Granat und Staurolith in den Metapeliten (Purtscheller 1969, Hoinkes et al. 1982). Diese Metamorphosezonierung ist auch an post-variszischen Diabasgängen, die im gesamten ÖC verbreitet auftreten und in den Permo-Mesozoischen Einheiten ersichtlich sind (Purtscheller & Rammlmair 1982). Der Höhepunkt der eo-Alpinen Metamorphose westlich des Tauernfensters wird im TC erreicht (Hoinkes et al. 1991). Es kommt zur Bildung von Eklogiten. Die P - T Bedingungen werden von Hoinkes et al. (1991) mit 11-12 kbar für den Druckhöhepunkt und $600\text{-}650^{\circ}\text{C}$ für den Temperaturhöhepunkt angegeben.

Habler et al. (2006) ermittelten leicht erhöhte P - T Bedingungen von $540\text{-}620^{\circ}\text{C}$ und 12-14 kbar.

Im Gegensatz zum polymetamorphen ÖC und TC zeigt sich im SC nur die eo-Alpine Metamorphose (Hoinkes 1981, 1983, 1986a, b). Die Granate sind dementsprechend chemisch einphasig zonierte, da sie nur während eines einzigen Metamorphoseereignisses gewachsen sind. Die kretazische Metamorphose erreicht im Schneeberger Komplex $550\text{-}600^{\circ}\text{C}$ und 8-10 kbar (Hoinkes 1981, 1986a, b; Konzett & Hoinkes 1996, Tropper & Recheis 2003, Krenn 2010).

3.2. Geochronologie

Die Korrelation der im Gestein nachweisbaren Stadien des Mineralwachstums mit den ermittelten Altersdaten (= geochronologische Daten) erlaubt die exakte Zuordnung einer Mineralparagenese (= Mineralgesellschaft in einem Gestein) zu einem Metamorphoseereignis und daher zu einer Orogenese. In den untersuchten Einheiten lassen sich die Alter in vier Gruppen unterteilen:

Prä-Kaledonische Alter: Dieses Alter wurde aus Metagabbros im zentralen ÖC ermittelt und ergaben 530-520 Ma (Miller & Thöni 1995). Ähnliches Alter wurde auch an einem Tonalitstock (Klopaier Tonalit) gemessen (Schweigl 1995). Söllner (2001) und Söllner und Hansen (1987) ermittelten ein pan-Afrikanisches Alter

von 670-607 Ma aus den Gesteinen des Winnebach Migmatits.

Die Kaledonische Metamorphose: Sie wurde nur im ÖC nachgewiesen. Das Alter der Migmatitbildung wurde am Winnebachmigmatit ermittelt und ergab mithilfe der U-Pb Einzelzirkondatierung ein Alter von 490 ± 9 Ma, 444 ± 4 und 455 ± 4 Ma (Klötzli-Chowanetz et al. 1997). Für die Migmatite am Reschenpass wurde ein Mindestalter von 470 Ma aufgrund der Datierung von Pegmatitgängen abgeleitet (Schweigl 1995). Thöny et al. (2008) ermittelten mittels U-Th-Pb Datierung von Monaziten mit der Elektronenstrahlmikrosonde ein Alter von 441 ± 18 Ma für drei Migmatitvorkommen (Winnebach-, Reschenpass-, Verpeilmigmatit). Das Alter der Orthogneise im ÖC reicht von 470-430 Ma und wird als Intrusionsalter interpretiert (Hoinkes et al. 1997).

Die Variszische Metamorphose: Das frühvariszische Alter der eklogitfaziellen Metamorphose im zentralen ÖC wurde mithilfe der Sm-Nd Datierung von Granat und Klinopyroxen mit 350-360 Ma bestimmt (Miller & Thöni 1995). Der *T*-Höhepunkt der nachfolgenden amphibolitfaziellen Metamorphose wurde um 343-331 Ma erreicht (Hoinkes et al. 1997).

Die eo-Alpine Metamorphose: Sie zeigt eine Metamorphosezonierung mit ansteigendem Metamorphosegrad von NW nach SO an (Abb. 1). Diese Zonierung wird auch durch die systematische Variation der Rb-Sr und K-Ar Alter von Muskoviten und Biotiten bestätigt, welche einen

deutlichen Verjüngungstrend von NW nach SO zeigen (Thöni 1981). Während im NW variszische Abkühlalter vorherrschen, kommt es im zentralen Bereich des ÖC zur Bildung einer Mischalterzone und im SO zu einer Zone eo-Alpiner Abkühlalter. Das Alter des thermischen Höhepunktes der eo-Alpinen Metamorphose in den austroalpinen Einheiten wird mit ca. 100 ± 10 Ma angegeben (Thöni 1999). Das Alter des Druckmaximums der eo-Alpinen Metamorphose im TC wurde ursprünglich von Hoinkes et al. (1991) mittels Phengitdatierungen mit 143 Ma angegeben. Granatdatierungen von Habler et al. (2006) ergaben aber ein jüngeres eo-Alpines Metamorphosealter von 85 ± 5 Ma. Im Gegensatz zum ÖC findet man im TC nur eo-Alpine Alter.

Geochronologische Untersuchungen im SC ergaben ein eo-Alpines Alter der Metamorphose und Abkühlung von 100-75 Ma (Thöni 1999).

3.3. Die strukturelle Entwicklung

Die austroalpinen Einheiten wurden während der vor-Alpinen und eo-Alpinen Orogenesen stark intern deformiert, wobei im Gelände planare Gefüge (= Schieferungen) und Faltenstrukturen erkennbar sind. Der ÖC zeigt auch regional unterschiedliche strukturelle Entwicklungen. Im nördlichen Anteil gibt es O-W streichende Faltenachsen, während im südlichen Anteil steil stehende Faltenach-

sen („Schlingentektonik“ nach Schmidegg 1936, 1964) auftreten. Es lassen sich im Süden im Bereich der Weißkugel mindestens vier Deformationsphasen D_1 - D_4 im ÖC nach Van Gool et al. (1987) unterscheiden. Die D_1 - D_3 Strukturen wurden zum Variszischen Zyklus und D_4 der Alpidischen Deformation zugerechnet. Bei den variszischen Deformationen handelt es sich um duktile (plastisch verformte) Strukturen, die auch Faltungen (z.B. Isoklinalfalten) beinhalten. D_4 ist durch die Bildung von west-gerichteten Scherzonen im duktil/spröde (= bruchhaft) Übergangsbereich in der späten Kreide, charakterisiert.

Nach Fügenschuh (1995) lassen sich am Ostrand des ÖC mindestens drei duktile alpidische Deformationsphasen (D_1 - D_3) nachweisen. D_1 findet in der späten Kreide und frühen Tertiär statt, während die letzten zwei Phasen beide im Tertiär stattfanden. Es lassen sich auch prä- D_1 Strukturen ermitteln, die mit dem letzten Ereignis (D_4) von Van Gool et al. (1987) korrelierbar sind.

Im SC lassen sich fünf Deformationsphasen D_1 - D_5 unterscheiden, wobei D_1 - D_4 duktil sind und D_5 spröde ist (Sölva et al. 2005). Die D_1 Deformation lässt sich mit dem Druckhöhepunkt vor ca. 98-86 Ma korrelieren. Die amphibolitfazielle Metamorphose überdauerte D_1 und statisches Mineralwachstum überprägte D_1 Mikrostrukturen (Habler et al. 2001, Sölva et al. 2005, Krenn 2010).

Der TC zeigt ebenfalls eine komplexe strukturelle Entwicklung mit vier Deformationsstadien D_1 - D_4 , wobei alle Stadien duktile Deformation aufweisen. D_1 fand während der eklogitfaziellen Metamorphose statt, alle anderen Phasen gehören dem retrograden P - T Pfad der Gesteine an (Sölva et al. 2005).

4. Lithologisches Profil durch den Kontakt ÖC-SC

Im Bereich des hinteren Ötztals ist der Kontakt zwischen dem ÖC und dem SC an mehreren Stellen sehr gut aufgeschlossen. Detaillierte Daten zum Kontakt zwischen beiden Einheiten liegen aus dem Gaisbergtal bei Obergurgl und entlang der Timmelsjoch Paßstrasse (Pedevilla 2011) nahe der Grenze Österreich/Italien auf Südtiroler Seite vor. Die beiden Einheiten ÖC und SC fallen alle nach NW ein, auffallend ist aber der starke lithologische Wechsel zwischen den beiden Einheiten. Während der ÖC hauptsächlich aus monotonen, feinkörnigen Glimmerschiefern und Paragneisen mit Einschaltungen von Quarziten und untergeordnet Amphiboliten besteht, treten im SC im Bereich der „Bunten Randserie“ eine Vielzahl von Lithologien auf, wie im Profil im Gaisbergtal in Abb. 3 dargestellt. Am Kontakt entlang der Timmelsjoch Paßstrasse wurde auf die Gesteine der „Bunten Randse-

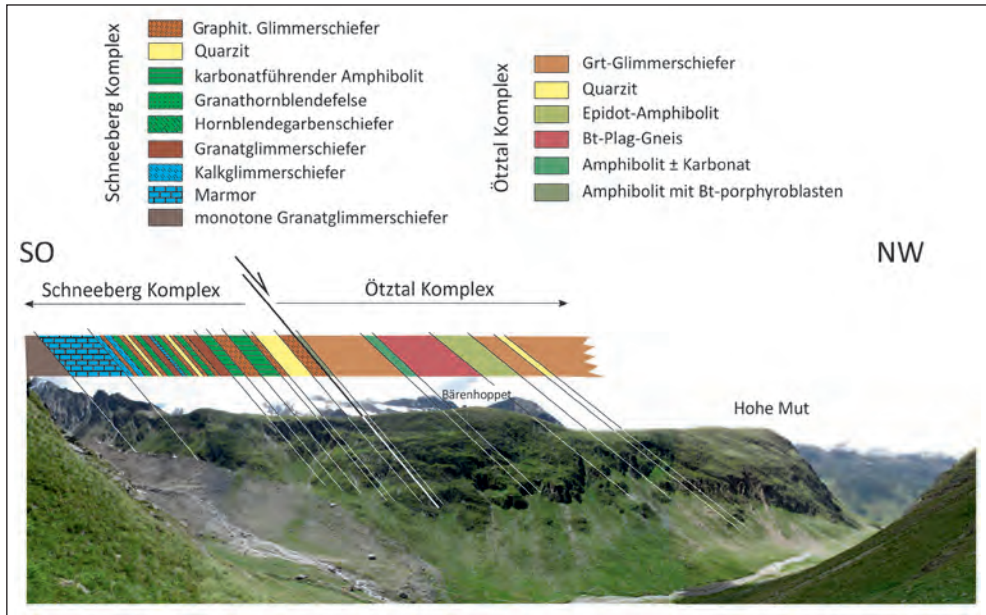


Abb. 3
Lithologisches Profil des Kontaktes zwischen dem ÖC und dem SC im Gaisbergtal nahe Obergurgl

rie“ eine ca. 100 m mächtige Abfolge von monotonen Paragneisen mit ausgeprägter Biotitblastese (Biotitwachstum) beobachtet (Abb. 4). Dieser Gesteinstyp wurde schon von Schmidegg (1932) als „Grenzglimmerschiefer bzw. Biotitporphyroblastenschiefer“ auskartiert. Daran schließen die Gesteine des ÖC an. Da es sich um feinkörnige Paragneise handelt, lässt sich die Grenze zwischen beiden Einheiten nur mittels zusätzlicher petrographischer und mineralchemischer Untersuchungen feststellen. Die charakteristischen Lithologien in der „Bunten Randserie“ des SC sind Hornblende-Garbenschiefer, Kalksilikatschiefer, Marmorlagen und grobkörniger Granatglimmerschiefer. Die Mäch-

tigkeit dieser Lithologien variiert von 0.5 bis 10er Meter.

Abb. 5 zeigt den Übergang zwischen der „Bunten Randserie“ und den monotonen Paragneisen mit der Biotitblastese (= Biotitwachstum) entlang der Timmelsjochstraße. Hier lässt sich der Kontaktbereich zwischen den monotonen Gneisen des äußersten Randes des SC und den Amphibol-dominierten Lithologien der „Bunten Randserie“ festlegen. Abb. 6 zeigt dann den tatsächlichen Kontakt (rote Linie) zwischen dem SC (links unterhalb) und dem ÖC (rechts oberhalb). Da es sich bei den Gesteinen beider Einheiten aber um monotone Paragneise



Abb. 4

Foto eines monotonen Paragneises aus dem Randbereich des SC mit deutlicher Biotitblastese (= Biotitwachstum). (Foto: Andreas Pedevilla 2011)

handelt, war eine Unterscheidung beider Einheiten nur mittels petrographischer und mineralchemischer Methoden möglich (s. Diskussion).

5. Petrographie

Abb. 7 zeigt Durchlichtaufnahmen am Polarisationsmikroskop von ausgewählten mineralreichen Lithologien des ÖC

und SC aus dem Umgebungsbereich von Obergurgl.

5.1. Ötztal Kristallin

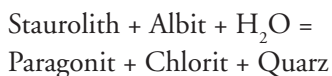
Im Gaisbergtal treten im ÖC vereinzelt feinkörnige Amphibolite auf. Im direkten Kontakt zum SC weist diese Lithologie Biotitporphyroblasten auf (Abb. 7A). Nördlich des Kontaktes tritt im ÖC ein markanter Epidot-Amphibolit auf (Abb. 7B). Charakteristisch für das süd-



Abb. 5:

Übergang zwischen der „Bunten Serie“ und den monotonen Paragneissen mit Biotitblastese am Rand des SC entlang der Timmelsjochstraße. Der Hammer liegt im Kontaktbereich. Rechts darüber (= hangend) treten die feinkörnigen, monotonen Paragneise mit ausgeprägtem Biotitwachstum auf. Links darunter (= liegend) befinden sich gröberkörnigere Granatglimmerschiefer, Amphibolite und eine Marmorlinse, die der „Bunten Randserie“ angehören. (Foto: Andreas Pedevilla)

liche ÖC sind Granatglimmerschiefer mit Hellglimmerpseudomorphosen nach Staurolith (Abb. 7C). Nahe der Zollhütte am Timmelsjoch erreichen diese Pseudomorphosen (= komplettes Ersetzen des Wirtminerals durch später gewachsene Minerale) mehrere cm Durchmesser. Variszische Staurolithe wurden durch Granat, Chlorit und Paragonit ersetzt, da die *P-T* Bedingungen zur Zn-freien Staurolithbildung während der eo-Alpinen Metamorphose in diesem Bereich noch nicht erreicht wurden (Hoinkes 1981). Daher zerfällt Staurolith nach folgender Mineralreaktion (Hoinkes 1981):



Granate in dieser Probe sind feinkörnig, weisen jedoch einschlussreiche Kerne auf. Eine mikrostrukturelle Abtrennung voralpidischer und alpidischer Granatgenerationen ist schwierig und nur anhand der Mineralzusammensetzung eindeutig durchführbar (siehe Diskussion).

5.2. Schneeberg Komplex

Der SC führt im Unterschied zum ÖC Marmorlagen, die ausschließlich in der „Bunten Randserie“ auftreten. Die Marmore enthalten farblosen Amphibol, nämlich Tremolit (Abb. 7D). Häufig sind Kalksilikatgesteine wie Kalkglimmerschiefer zu beobachten (Abb. 7E, F). Diese enthalten Karbonate (Kalzit, Dolomit)



Abb. 6

Kontakt zwischen den monotonen Paragneisen mit Biotitblastese aus dem SC und den Paragneisen des ÖC. Wegen der Ähnlichkeit der Gesteine in beiden Einheiten konnte der Kontakt nur mittels petrographischer und mineralchemischer Untersuchungen festgelegt werden. (Foto: Andreas Pedevilla)

neben Silikaten (Klinozoisit, Muskovit, Biotit, Quarz). Die Glimmerschiefer des SC enthalten häufig Graphit und führen manchmal Kyanit (Abb. 7G). Charakteristisch für den SC sind paragonitführende Hornblende-Schiefer und -Felse (Abb. 7I), die manchmal Kyanit aufweisen (Abb. 7H). Paragonit wird randlich oft retrograd durch die Paragenesen Plagioklas + Chlorit + Margarit, oder Plagioklas + Biotit + Margarit + Chlorit ersetzt. Die

Koexistenz von Paragonit mit Ca-Amphibol ist signifikant für eine druckbetonte amphibolitfazielle Metamorphose mit geringen geothermischen Gradienten im *P-T* Bereich der Epidot-Amphibolitfazies (Konzett & Hoinkes 1996). Die Gesteine der „Monotonen Serie“ sind überwiegend Granatglimmerschiefer, in denen bereits Zn-reicher Staurolith wächst (Abb. 7J). Hoinkes (1981) beschreibt in den Proben aus dem nördlichsten SC ein beginnendes

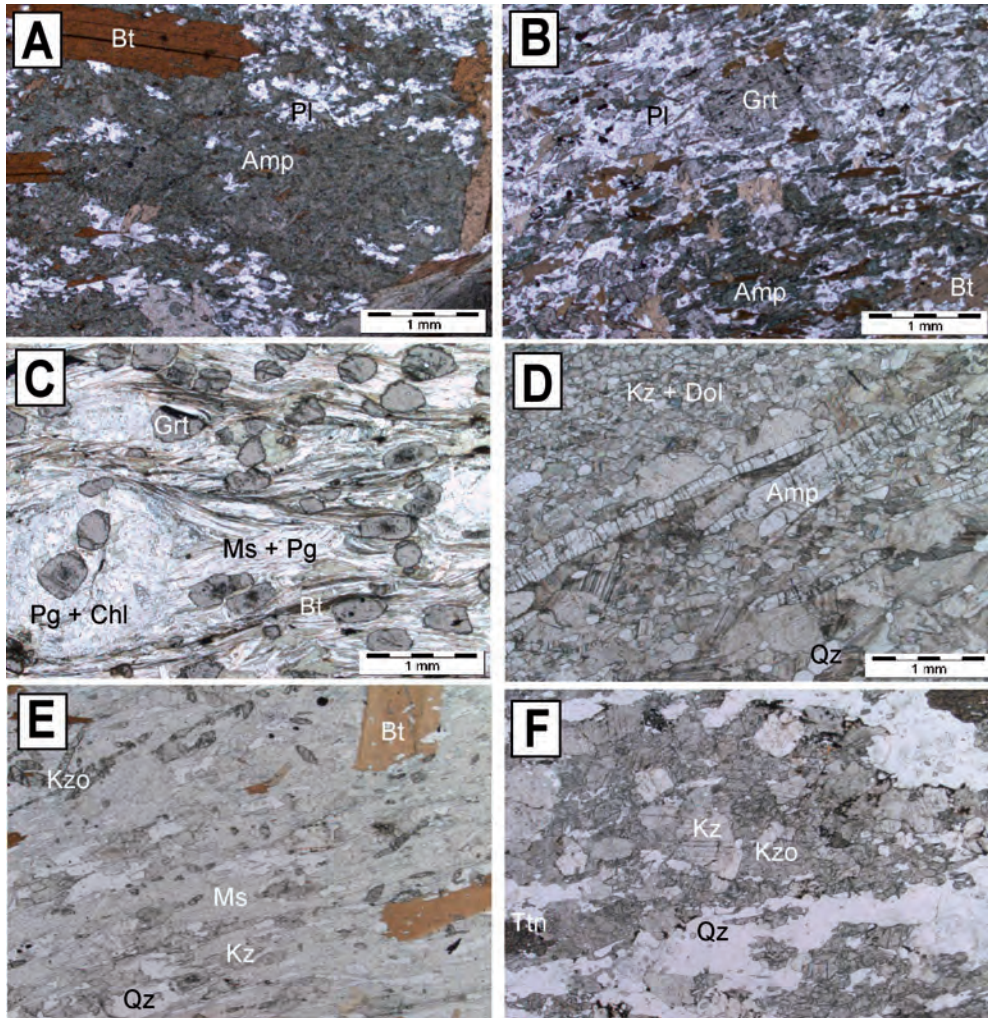


Abb. 7

Dünnschliffphotografien ausgewählter Lithologien aus dem ÖC (A-C) und dem SC (D-J)

A: Fein-körniger Amphibolit aus dem direkten Kontaktbereich ÖC/SC (Gaisbergtal)

B: Epidot-führender Amphibolit, im Liegenden des Kontakts (Gaisbergtal)

C: Granatglimmerschiefer mit Paragonit-Chloritpseudomorphosen nach Staurolith (Königstal)

D: Tremolitführender Marmor (Rotmoostal)

E: Kalkglimmerschiefer (Gaisbergtal)

F: Kalksilikatschiefer (Gaisbergtal)

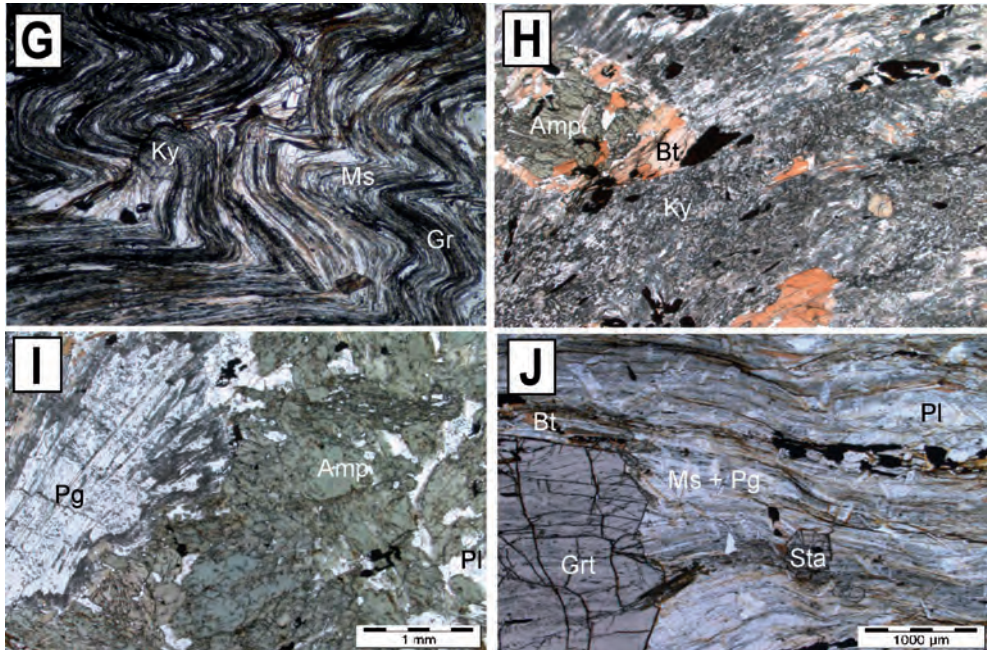


Abb. 7 – Fortsetzung

Dünnschliffphotografien ausgewählter Lithologien aus dem ÖC (A-C) und dem SC (D-J)

G: Kyanit-führender Graphitschiefer (Seewertal)

H: Kyanit-führender Hornblendeschiefer (Seewertal)

I: Paragonit-führender Amphibolit (Seewertal)

J: Staurolith-führender Granatglimmerschiefer aus der „Monotonen Serie“ des SC (Rotmoostal).

Abkürzungen:

Amp: Amphibol, Ky: Kyanit, Ms: Muskovit, Bt: Biotit, Grt: Granat, Pl: Plagioklas, Pg: Paragonit,

Kz: Kalzit, Kzo: Klinozoisit, Gr: Graphit, Chl: Chlorit, Sta: Staurolith, Qz: Quarz.

Wachstum von postdeformativem Staurolith und Kyanit in graphitfreien als auch graphitführenden Glimmerschiefern. Selten ist ein Auftreten von mm-großen Staurolithen (Hoinkes 1981). Paragonit tritt als dominante Hellglimmervarietät neben Muskovit auf, sodass Kyanit und Staurolith u.a. nach folgenden Reaktionen gebildet wurden (Hoinkes 1981,

Proyer 1989):

Paragonit + Quarz =

Kyanit + Albit + H₂O

Paragonit + Granat + Quarz =

Staurolith + Plagioklas + H₂O

Paragonit + Biotit + Granat + Quarz =

Staurolith + Plagioklas + Muskovit + H₂O

6. Mineralchemie

Die mineralchemischen Untersuchungen aus dem Übergangsbereich ÖC/SC basieren auf den Arbeiten von Hoinkes (1981), Konzett & Hoinkes (1996) sowie Habler et al. (2001) und Tropper & Recheis (2003). Es werden hier nur die wichtigsten, indikativen Minerale besprochen. Es handelt sich bei diesen Mineralen um Silikate, wobei Granat und Staurolith der Gruppe der Inselsilikate, Hellglimmer der Gruppe der Schichtsilikate und Amphibol der Gruppe der Bandsilikate zugeordnet werden.

6.1. Granat

Hoinkes (1981) sowie Tropper & Recheis (2003) beschreiben eine deutliche Änderung im chemischen Zonarbau zwischen dem südlichen ÖC und dem angrenzenden SC. Während im SC kontinuierlich zonierte chemisch einphasige Granate (= eine Wachstumsphase, d.h. ein Metamorphoseereignis) auftreten, findet man im ÖC diskontinuierlich zonierte chemisch zweiphasige Granate (= zwei Wachstumsphasen, d.h. zwei Metamorphoseereignisse). Eine erste Darstellung chemisch zonierter Granate kann mittels rückgestreuter Elektronenbilder (*Back Scattered Electron Images*: BSE) gemacht werden, da die Anzahl der rückgestreuten Elektronen aus der Probe mit der Höhe der

mittleren Ordnungszahl der chemischen Elemente, die das Mineral aufbauen, zunimmt. D.h. Minerale mit schwereren mittleren Ordnungszahlen erscheinen heller im Bild. Man sieht daher bereits in Abb. 8A nur im Mn-Gehalt (= Spesartinkomponente $[\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}]$) eine räumliche Zonierung, wobei es im Kern angereichert ist. Hingegen sind in den Granaten der Probe 9A bereits chemisch zwei unterschiedliche Granatgenerationen zu erkennen, da die untersuchten Elemente eine sprunghafte Änderung in ihrer Konzentration aufweisen. Da bei der Elektronenstrahlmikrosondenanalyse für jedes Element charakteristische Röntgenstrahlen aus der untersuchten Probe emittiert werden, kann die räumliche Verteilung der Intensitäten dieser Röntgenstrahlen verwendet werden, um Chemismusunterschiede der Elemente Mg (= Pyropkomponente $[\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}]$), Mn, Fe (= Almandinkomponente $[\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}]$), Ca (= Grossularkomponente $[\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}]$) im untersuchten Mineral bildlich darzustellen. Man nennt diese Art der Darstellung Röntgenverteilungsbilder wie in Abb. 8B und 9B ersichtlich. Der Chemismus der Granate aus der monotonen Paragneis-Randzone des SC ist im Kern eher Ca (= grossular)-betont (Abb. 8B), während die ältere Granatgeneration (reliktische Granatkerne) im angrenzenden ÖC Ca-arm ist (Abb. 9B) und Ca-reiche eo-Alpine Anwachs säume aufweisen (Abb. 9B). Habler et al. (2001) unterteilt in einer weiteren Untersuchung

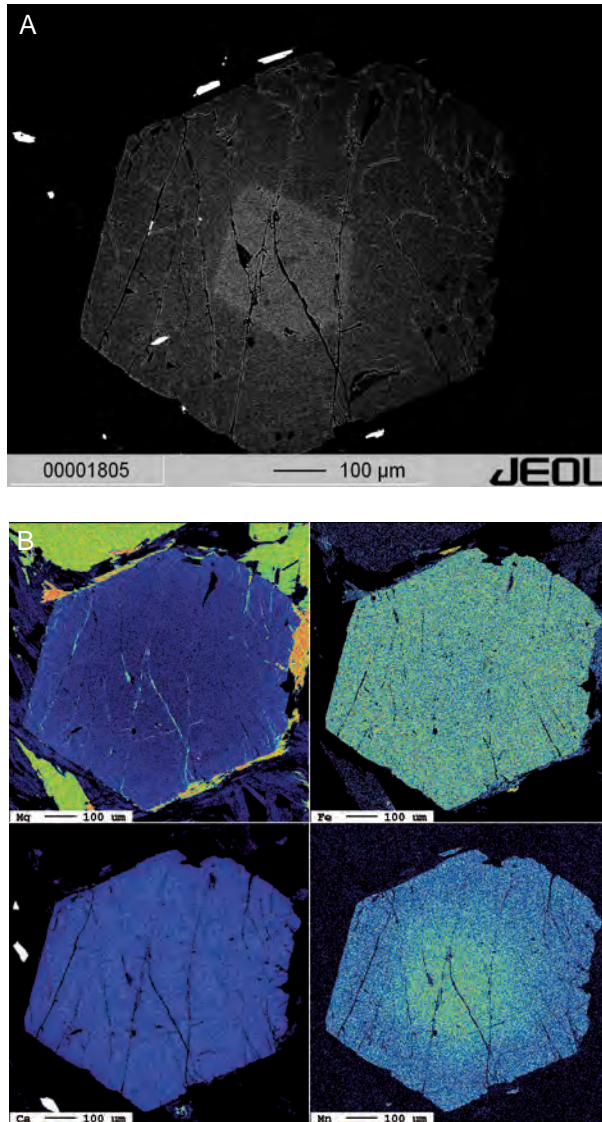


Abb. 8

Beispiel für eine chemische Granatzonierung (BSE: 8A; Röntgenverteilungsbild: 8B) aus dem Schneeberg Komplex (Probe aus den monotonen Paragneisen mit Biotitblastese). Die hellen Farben stehen für hohe und die dunklen Farben für niedrige Elementgehalte im Mineral. Deutlich sieht man ein kontinuierliches einphasiges Granatwachstum in der Probe aus dem Schneeberg Komplex.

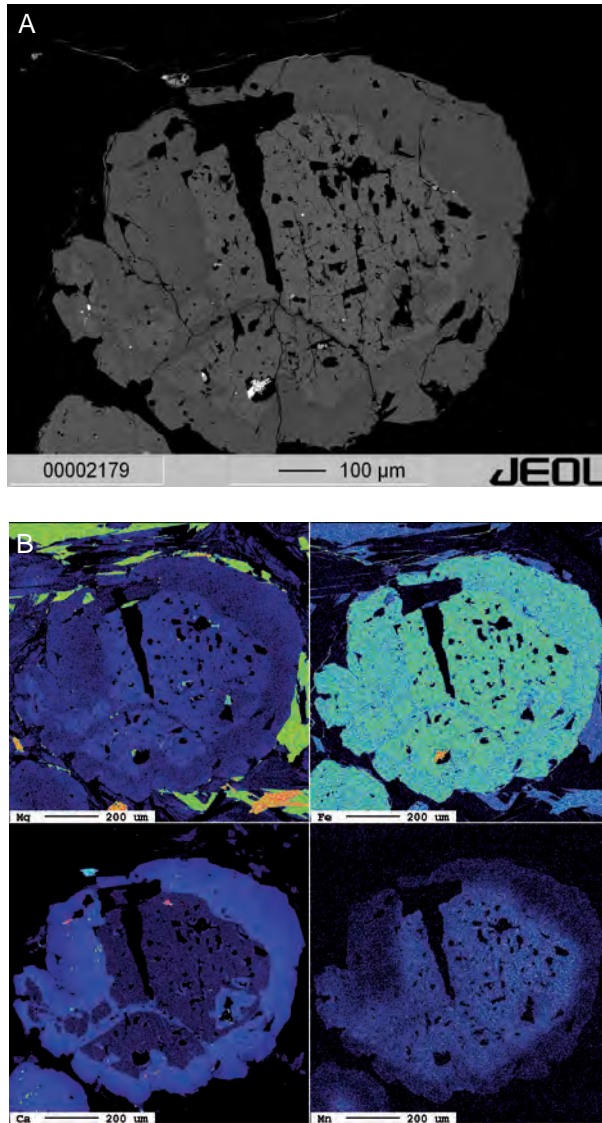


Abb. 9

Beispiel für eine chemische Granatzonierung (BSE: 9A: Röntgenverteilungsbild: 9B) aus den Paragneisen des ÖC. Deutlich sieht man ein diskontinuierliches zweiphasiges Wachstum in der Probe aus dem ÖC.

das Granatwachstum der Al-reichen Lithologien der „Monotonen Serie“ im SC in drei Wachstumsphasen, wobei der Mg-Gehalt kontinuierlich ansteigt und der Ca-Gehalt abnimmt. Al-arme Gesteine zeigen nur ein Granatwachstumsstadium.

6.2. Hellglimmer

Habler et al. (2001) identifizieren auch zwei Muskovitgenerationen $[\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH}_2)]$ in den Al-reichen Proben der „Monotonen Serie“, wobei die ältere Generation etwas Si-reicher (Si: 3.2-3.23 Si a.p.f.u., atoms per formula unit) als die Jüngere (Si: 3.15-3.18 Si a.p.f.u.) ist. Diese Werte decken sich auch mit den Muskovitanalysen von Tropper & Recheis (2001) aus den Metapeliten des ÖC am Timmelsjoch im Hangenden der ÖC/SC Grenze. Konzett & Hoinkes (1996) beschreiben Paragonit $[\text{NaAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH}_2)]$ aus Amphiboliten des hinteren Seewertales. Die Analysen sind nahe der Endgliedzusammensetzung und die Anteile an der Margarit $[\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH}_2)]$ - und Muskovitkomponente sind variabel mit 1.2-3.8 Mol.% [= Ca/(Na + Ca + K)] bzw. 3.8-16.9 Mol.% [= K/(Na + Ca + K)]. Paragonitkomponenten [= Na/(Na + Ca + K)] von 85 bis 91 Mol.% wurden auch von Hoinkes (1981) aus den Metapeliten des SC beschrieben.

6.3. Amphibol

Bis dato gibt es nur chemische Daten bezüglich der Amphibole aus dem SC. Konzett & Hoinkes (1996) beschrieben zwei Amphibolgenerationen, und zwar ältere Mg-Hornblenden und Tschermakite $[\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH}_2)]$, sowie jüngere aktinolithische Hornblenden bzw. Edenite aus den paragonitführenden Amphiboliten des Seewertales im SC. Die beiden Generationen unterscheiden sich in den Al Gehalten von 12-18 Gew.% Al_2O_3 in der Älteren und 3-7 Gew.% Al_2O_3 in der Jüngeren. In einer Probe konnte auch ein Mg-Amphibol, Cummingtonit $[\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}_2)]$, nachgewiesen werden. Dies stimmt mit den Beobachtungen von Hoinkes & Mogessie (1986) aus Amphiboliten des SC aus dem Rotmoostal überein.

6.4. Staurolith

Hoinkes (1981) beschreibt die beginnende Staurolithbildung in den Gesteinen der „Monotonen Serie“. Die Staurolithe $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn})_2\text{Al}_9(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ sind sehr Zn-reich (1.62-5.6 Gew% ZnO). Die Zn-Gehalte im Staurolith sind nicht vom Zn-Gehalt des Gesamtgesteins (170-191 ppm ZnO) abhängig, sondern korrelieren mit dem Verteilungskoeffizienten von Mg und Fe zwischen Granat

und Biotit und somit mit der Metamorphosetemperatur (Hoinkes 1981).

7. Geothermobarometrie

Die P - T Bedingungen der Metamorphose werden mittels Mineralreaktionen (Festkörperreaktionen, Fe-Mg Austauschreaktionen), die zwischen den Mineralen im Gestein ablaufen, ermittelt. Hoinkes (1981; 1986a, b) ermittelte T -Bedingungen von 480-580°C bei P -Bedingungen von 6-6.5 kbar aus Metapeliten des SC für die eo-Alpine Metamorphose. Diese Temperaturen stimmen mit den Daten aus den Paragonit-führenden Amphiboliten der Monotonen Serie von Konzett & Hoinkes (1996), den Metapeliten aus der „Monotonen Serie“ von Tropper & Recheis (2003) und Habler et al. (2001) überein, die P -Werte sind jedoch niedriger. Die Untersuchungen von Konzett & Hoinkes (1996), Tropper & Recheis (2003) und Krenn (2010) ergaben Drücke im Bereich von 8-10 kbar. Ähnliche Metamorphosebedingungen konnten auch im angrenzenden ÖC von Tropper und Recheis (2003) im Bereich Schwarzescharte und Eggenjoch, im Pflerschtal (Bernabe & Tropper 2009) sowie dem Lazzacher Tal (Holzmann et al. 2010) nachgewiesen werden.

8. Diskussion

8.1. Die Grenzziehung zwischen dem SC und ÖC entlang der Timmelsjoch Passstraße

Konzett et al. (2003) definieren nur einen ungefähren, mehrere Meter breiten Grenzbereich zwischen dem SC und dem ÖC, da die genaue Grenze im Gelände nicht festgestellt werden konnte. Pedevilla (2011) beprobte ein detailliertes Profil über diesen Grenzbereich entlang der Timmelsjoch Passstraße auf einer Höhe von ca. 2200 m. Es wurden 36 Proben genommen, welche mikroskopiert wurden. Vier ausgewählte Proben wurden an der Elektronenstrahlmikrosonde bezüglich ihrer Granatzonierungen untersucht. Die Proben aus dem SC (Monotone Serie, Bunte Randserie, Monotone Paragneise mit Biotitblastese; Abb. 8A, B) weisen alle einen einphasigen kontinuierlichen Zonarbau auf. Die monotonen Paragneise mit Biotitblastese wurden zwar schon von Schmidegg (1932) als „Grenzglimmerschiefer bzw. Biotitporphyroblastenschiefer“ auskartiert, wurden jedoch zum ÖC gestellt. Erst das Auftreten von diskontinuierlich zonierten Granaten in feinkörnigen, monotonen Paragneisen (Abb. 9A, B), erlaubte eine Zuordnung zum ÖC (Pedevilla 2011). Erst diese mineralchemischen Daten, zusammen mit den petrographischen Daten ergeben dann die genaue Grenze zwischen dem

SC und dem ÖC (Abb. 6), da der Geländebefund alleine keine sichere Grenzziehung zulässt.

8.2. Tektonisches Modell des Austroalpins (ÖC, SC, TC) westlich des Tauernfensters

Für den westlichen Bereich der Ostalpen gibt es mehrere tektonische Modelle (Sölva et al. 2005, Pomella et al. 2010, Krenn et al. 2011). Abb. 10A-C stellt die tektonische Entwicklung dieses Teils der Ostalpen ab der Oberkreide schematisch dar und basiert auf dem Modell von Krenn et al. (2011). Der SC befindet sich heute in einer Position zwischen dem ÖC im Hangenden und dem TC im Liegenden (Sölva et al. 2005). SC und TC werden nach Thöni & Jagoutz (1993) zum eo-Alpinen Hochdruckgürtel bzw. nach Schmid et al. (2004) zum Koralpe-Wölz Hochdruck Deckensystem gezählt. Dieser Hochdruckgürtel repräsentiert einen während der eo-Alpinen Gebirgsbildung in der Kreidezeit herausgehobenen Krustenkeil („wedge“), der während der eo-Alpinen Metamorphose, die nach S bis in die Eklogitfazies zunimmt, einer intensiven Deformation unterworfen wurde. Das ursprüngliche Alter des SC und dessen Position vor der eo-Alpinen Gebirgsbildung sind zurzeit noch unklar. Für die Metasedimente, die den SC im Wesentlichen aufbauen, wird aufgrund von lithologischen Vergleichen ein Paläo-

zoisches Alter vermutet (Hoinkes et al. 1987) (Abb. 10A). Diese Sedimentgesteine überlagerten ein prä-Alpines Grundgebirge (Basement), welches zumindest eine vor-Alpidische Metamorphose (Permische Hochteneraturereignis) oder auch noch eine ältere Metamorphose (Variszisches druckbetontes Ereignis) erlebt hatte. Gemeinsam mit der sedimentären Bedeckung (zukünftiger SC) wurde dieses prä-Alpine Basement in der frühen Kreidezeit vor ca. 90-80 Ma in Tiefen von 35-40 km subduziert (Abb. 10B). Als Teil des eo-Alpinen Hochdruckgürtels wurden SC und TC während der Hebung intensiv verfaultet und von der Oberplatte, die den ÖC repräsentiert, überfahren. Aufgrund dieses kontinuierlichen Prozesses wurden auch basale Teile der Oberplatte in den Hochdruckgürtel mit eingefaltet (Abb. 10B). Der SC selbst kann am besten als eine großräumige Faltenstruktur beschrieben werden, der sich aufgrund späterer Erosion als ein System mehrerer geschlossener Synformen zu erkennen gibt (Abb. 10C). Umrahmt werden diese Synformen von Gesteinen des TC und ÖC, wobei als Resultat dieser intensiven Verfaltung um steile Achsen auch Gesteine des TC innerhalb des ÖC anzutreffen sind und so den „Schlingenbau“ in der geologischen Karte von Schmidegg (1932) verdeutlichen. Die Gesteine im Übergangsbereich ÖC-SC-TC fallen durchwegs nach NW ein und passen nicht ins Gesamtbild einer nach N bzw. NW gerichteten Deckenstapelung, die den gesamten Ostalpenraum erfasste.

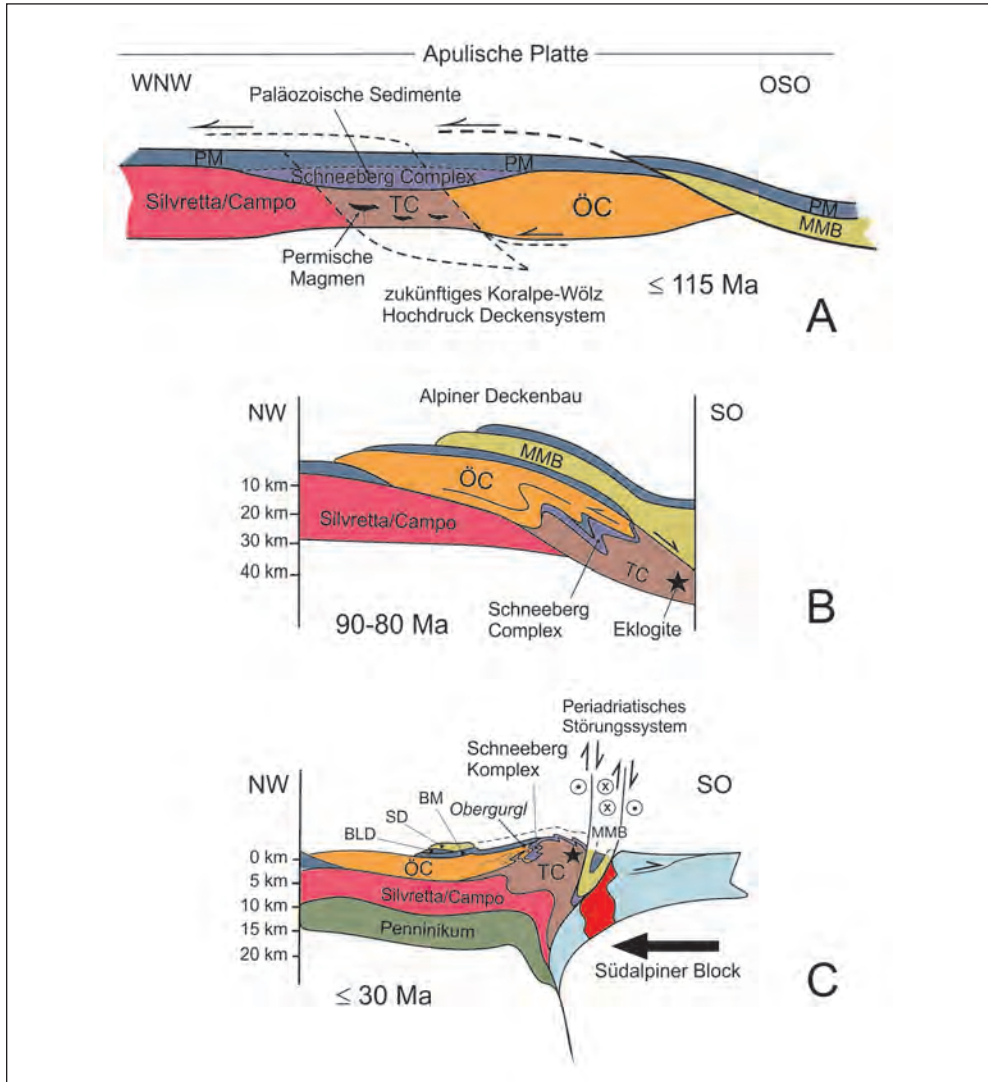


Abb. 10

Vereinfachte Darstellung der geodynamischen Entwicklung von ÖC, SC und TC, während der prä-Alpinen (A), der eo-Alpinen (B: Subduktion mit anschließender Exhumation) und der Alpinen (C: Indenter tectonik) Orogenese nach Krenn et al. (2011). Die Skala auf der linken Seite gibt die Mächtigkeiten des Deckenstapels in km an. Die Pfeile in den Abbildungen A und C implizieren die Bewegungsrichtungen entlang von Störungen. Die Kreise in Abbildung C weisen auf Bewegungen entlang von Störungen in Richtung des Betrachters (Punkt) als auch vom Betrachter weg (Kreuz) hin. Abkürzungen: BLD: Blaser Decke; SD: Steinacher Decke; BM: Brenner Mesozoikum; MMB: Meran-Mauls Basement; ÖC: Ötztal Komplex; TC: Texel Komplex; PM: Permo-Mesozoikum; Ma: Millionen Jahre

Es wird daher vermutet, dass dieser Bereich des eo-Alpinen Hochdruckgürtels westlich des Tauernfensters während der Bildung des südlich gelegenen Periadriatischen Störungssystems verkippt wurde (Abb. 10C). Dies wird während der NW-SO Einengung durch die miozäne NW-Bewegung des südalpinen Intenderblocks verwirklicht. Die Gesteine des SC, des TC sowie auch die angrenzende Basis des ÖC wurden daher von einer NW-gerichteten Überschiebungsgeometrie in ein steiles nach NW einfallendes Gesteinspaket übergeführt. Diese Aufsteilung und Verkipfung führte dazu, dass der eo-Alpine Metamorphosegradient im ÖC nun an der Oberfläche ersichtlich ist.

9. Literatur

- Ampferer, O. (1906) Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 56: 539-622.
- Bernabe, E., Tropper, P. (2009) The metamorphic evolution and thermobarometry of amphibolites from the Pflersch-metadiorite complex (Pflersch Valley, South-Tyrol, Italy). *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155: 32.
- Bernhard, F. (1994) Zur magmatischen und metamorphen Entwicklung im westlichen Ötztal-Stubai Kristallin (Bereich Feichten-Verpeil, mittleres Kaunertal). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Graz, 314 S.
- Fügenschuh, B. (1995) Thermal and kinematic history of the Brenner area (Eastern Alps, Tyrol). Unveröffentlichte Dissertation, ETH Zürich.
- Habler, G., Linner, M., Thiede, R., Thöni, M. (2001) Eo-Alpine Andalusite in the Schneeberg Complex (Eastern Alps, Italy/Austria): Constraining the P-T-t-D Path during Cretaceous Metamorphism. *Journal of Conference Abstracts* 6: 340.
- Habler, G., Thöni, M., Miller, C., Schuster, R. (2005) Grt Sm-Nd and mineral chemical data of meta-pegmatites and their metapelitic host rock: relating Permo-Triassic magmatic events to the polymetamorphic evolution of Austroalpine basement units (Eastern Alps). *Geophysical Research Abstracts* 7, 09060.
- Habler, G., Thöni, M., Sölva, H. (2006) Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P-T-t-d constraints. *Mineralogy and Petrology* 88: 269-296.
- Hoinkes, G., Purtscheller, F., Schantl, J. (1972) Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 18: 292-311.
- Hoinkes, G. (1973) Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 20: 225-239.

- Hoinkes, G. (1981) Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Öztaler Alpen). *Tschermaks Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 28: 31-54.
- Hoinkes, G., Purtscheller, F., Tessadri, R. (1982) Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Öztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 12: 95-113.
- Hoinkes, G. (1983) Cretaceous metamorphism of metacarbonates in the Austroalpine Schneeberg complex, Tirol. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 63: 95-114.
- Hoinkes, G., Mogessie, M. (1986) Coexisting cummingtonite and calcic amphibole in amphibolites from the Schneeberg Complex, Tyrol, Austria. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 35: 33-45.
- Hoinkes, G. (1986a) Eoalpine metamorphism of the Austroalpine Schneeberg-Complex and the adjacent Ötztal crystalline basement (summary). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 66: 135-138.
- Hoinkes, G. (1986b) Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite: An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 393-399.
- Hoinkes, G., Frank, W., Mauracher, J., Pechel, R., Purtscheller, F., Tessadri, R. (1987) Petrography of the Schneeberg Complex. In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, Flügel, H.W., Faupl, P. (Hg.), Deuticke, Wien: 190-199.
- Hoinkes, G., Kostner, A., Thöni, M. (1991) Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. *Mineralogy and Petrology* 43: 237-254.
- Hoinkes, G., Thöni, M. (1993) Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. In: *Premesozoic geology in the Alps*, Raumer, J. F. & Neubauer, J.F. (Hg.), Springer Verlag: 485-494.
- Hoinkes, G., Thöni, M., Bernhard, F., Kaindl, R., Lichem, C., Schweigl, J., Tropper, P., Cosca, M. (1997) Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kauernal, Tirol). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77: 299-314.
- Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F., Schuster, R. (1999) Alpine Metamorphism of the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79: 155-181.

- Holzmann, J., Tropper, P., Mair, V., Vavtar, F. (2010) Petrology of the silicate/ore contact zone of the Pb-Zn deposit Pflersch/Schneeberg (South-Tyrol, Italy). PAN-GEO 2010 Abstracts, *Journal of Alpine Geology* 52: 144-145.
- Klötzli-Chowanetz, E., Klötzli, U., Koller, F. (1997) Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77: 315-324.
- Konzett, J., Hoinkes, G. (1996) Paragonite-hornblende assemblages and petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 85-101.
- Konzett, J., Hoinkes, G., Tropper, P. (2003) 5th Workshop of Alpine geological studies. Field trip guide E4: Alpine metamorphism in the Schneeberg Complex and neighboring units (immediate vicinity of Obergurgl). *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 26: 21-45.
- Krenn, K. (2010) Fluid inclusions related to subsequent stages of foliation development during a single metamorphic cycle (Schneeberg Fault Zone, Eastern Alps, Austria). *Lithos* 118: 255-268.
- Krenn, K., Kurz, W., Fritz, H., Hoinkes, G. (2011) Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implication from the evolution of monometamorphosed Austroalpine units (Schneeberg- and Radenthein Complex), *Swiss Journal of Geoscience*, DOI: 10.1007/s00015-011-0087-8.
- Mauracher, J. (1980) Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 155 S.
- Miller, C., Thöni, M., (1995) Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tyrol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. *Chemical Geology* 122: 199-225.
- Pedevilla, A. (2011) Petrographische Untersuchungen des Übergangs Ötztal-Stubai Kristallin-Schneeberger Zug im Bereich des Timmelsjoches. Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Universität Innsbruck, 53 S.
- Pomella, H., Flöss, D., Speckbacher, R., Fügenschuh, B. (2010) The evolution of the Austroalpine nappe stack in the hanging wall of the Giudicarie fault system. *Pangeo 2010, Journal of Alpine Geology*, 72, 202.
- Proyer, A. (1989) Petrologie der Rahmengesteine der Pb-Zn Lagerstätte Schneeberg, Südtirol. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 103 S.
- Purtscheller, F. (1969) Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. *Tschermaks Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 13: 35-54.
- Purtscheller, F., Rammlmair, D. (1982) Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex.

- Tschermaks Mineralogisch Petrographische Mitteilungen 29: 205-221.
- Purtscheller, F., Haas, R., Hoinkes, G., Moggessie, A., Tessadri, R., Veltman, C. (1987) Eoalpine metamorphism in the crystalline basement. In: Geodynamics of the Eastern Alps. Flügel, H.W., Faupl, P. (Hg.), Deuticke, Wien: 187-189.
- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae* 97: 93-117.
- Schmidegg, O. (1932) Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Sölden und St. Leonhard. Geologische Bundesanstalt Wien 1932.
- Schmidegg, O. (1936) Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 70, Heft 3 und 4: 325-334.
- Schmidegg, O. (1964) Die Ötztaler Schumasse und ihre Umgebung. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1: 27-47.
- Schweigl, J. (1995) Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 138: 131-149.
- Söllner, F., Hansen, B. T. (1987) „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 130/4: 529-569.
- Söllner, F. (2001) The Winnebach migmatite (Ötz-Stubai crystalline unit) – evidence for a Pan-Africanic metamorphism in an overthrust nappe sequence in the Eastern Alps. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 25: 199-200.
- Sölva, H., Grasemann, B., Thöni, M., Thiede, R., Habler, G. (2005) The Schneeberg Normal Fault Zone: normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). *Tectonophysics* 401: 143-166.
- Stampfli, G.M., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., Ziegler, P.A. (2001) The paleotectonic atlas of the Peritethyan domain. CD ROM, European Geophysical Society.
- Thöni, M. (1981) Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt* 124: 111-174.
- Thöni, M., Hoinkes, G. (1987) The Southern Ötztal Basement: Geochronological and Petrological Consequences of Eoalpine Metamorphic Overprinting. In: Geodynamics of the Eastern Alps, Flügel, H.W. & Faupl, P. (Hg.), Deuticke, Wien: 379-406.
- Thöni, M., Jagoutz, E. (1993) Isotopic constraints for Eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogeni-

- sis. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 73: 177-189.
- Thöni, M. (1999) A review of geochronological data from the Eastern Alps. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 79: 209-230.
- Thöni, M. (2006) Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. Mineralogy and Petrology 88: 123-148.
- Thöny, W., Tropper, P., Schennach, F., Krenn, E., Finger, F., Kaindl, R., Bernhard, F., Hoinkes, G. (2008) The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. Swiss Journal of Geosciences 101: 111-126.
- Tropper, P., Hoinkes, G. (1996) Geothermobarometry of Al_2SiO_5 -bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztalbasement. Mineralogy and Petrology 58: 145-170.
- Tropper, P., Recheis, A. (2003) Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztalbasement as a polymetamorphic example. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 94: 27-53.
- Van Gool, J.A.M., Kemme, M.M.J., Schreurs, G.M.M.F. (1987) Structural investigations along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps. In: Geodynamics of the Eastern Alps, Flügel, H.W., Faupl, P. (Hg.), Deuticke, Wien 1987: 214-222.
- Wegener, A. (1912) Die Entstehung der Kontinente. Petermanns Geographische Mitteilungen: 185-308.

Verzeichnis der Autoren

Peter Tropper
Institut für Mineralogie und Petrographie
Universität Innsbruck
Innrain 52f, 6020 Innsbruck
Peter.Tropper@uibk.ac.at

Kurt Krenn
Institut für Erdwissenschaften
Universität Graz
Universitätsplatz 2, 8010 Graz
kurt.krenn@uni-graz.at

Georg Hoinkes
Institut für Erdwissenschaften
Universität Graz
Universitätsplatz 2, 8010 Graz
georg.hoinkes@uni-graz.at